

Cronoestratigrafía de los depósitos fluviokársticos del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid).

Chronostratigraphy of fluviokarstic deposits in the Cerro de la Oliva (Patones, Madrid).

T. Torres (*), R. Cobo (**), A. García Cortés (*), M. Hoyos (***), P. García Alonso (*)

(*) Departamento de Ingeniería Geológica, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, Ríos Rosas 21, 28003 Madrid.

(**) Centro de Estudios Hidrográficos. Pº Virgen del Puerto s.n., 28005 Madrid

(***) Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). J. Gutiérrez Abascal 2, 28006 Madrid.

ABSTRACT

This paper deals with the chronostratigraphical interpretation of fluviokarstic terraces of the Cerro de la Oliva (Patones, Madrid). A magnetical reversion near Gauss-Matuyama boundary in the uppermost deposits level and a rich fossil mammals assemblage of Lower-Middle Pleistocene boundary found in the lowermost level fluviokarstic terraces, allowed to determine that fluvial incision started, in this area, during Upper Pliocene times.

Key words: fluviokarst, sedimentology, palaeontology, Gauss-Matuyama magnetozone boundary, Lower-Middle Pleistocene.

Geogaceta, 15 (1994), 90-93

ISSN: 0213683X

Introducción

El Cerro de la Oliva se localiza al norte de la provincia de Madrid en su límite con la de Guadalajara, cf. Torres *et al.*, (in litt.), y está formado por materiales del Cretácico superior: detríticos en la base y carbonatos karstificables a techo: Fms. Dolomías tableadas del Caballar, Calizas y dolomías de Castrojimen y Calizas de Burgo de Osma de

edad Coniaciense-Santonense, Alonso (1981), que se disponen como un monoclinal en discordancia angular y erosiva sobre el Paleozoico. Queda delimitado por el arroyo Valdental al O, por el río Lozoya al E, al S el río Jarama, el límite norte es un valle desarrollado en el contacto Paleozoico-Mesozoico. Las paredes de los barrancos y la cuesta generados por los tres cauces epígeos no presentaron condiciones adecuadas pa-

ra retener depósitos fluviales, terrazas. Ello contrasta con la margen izquierda del río Jarama, sobre materiales cenozoicos blandos, donde se preservan quince niveles de terrazas.

El karst

El Cerro de la Oliva sufrió una intensa karstificación a finales del Cenozoico, prueba de ello es la megafoma de la cueva del Reguerillo con 8.910m de galerías, Puch (1987), y mas de treinta cavidades menores, que se generaron como karst cubierto en condiciones estrictamente freáticas, sin exofomas de admisión, Torres (1974). En la parte inferior de la Fm dolomías de Castrojimen hay una intercalación lutítica que separa un nivel dolomítico inferior muy karstificado de otro superior que lo está mucho menos (Fig. 1).

El fluviokarst

A finales del Cenozoico, la Cuenca de Madrid sufrió una alteración notable en su funcionamiento, al pasar de régimen endorreico a exorreico, con la Raña, entendida como un fenómeno diacrónico y eje de articulación entre colmatación y vaciado, que dio lugar a depósitos de abanicos aluviales de poca pendiente, coalescentes y con impor-

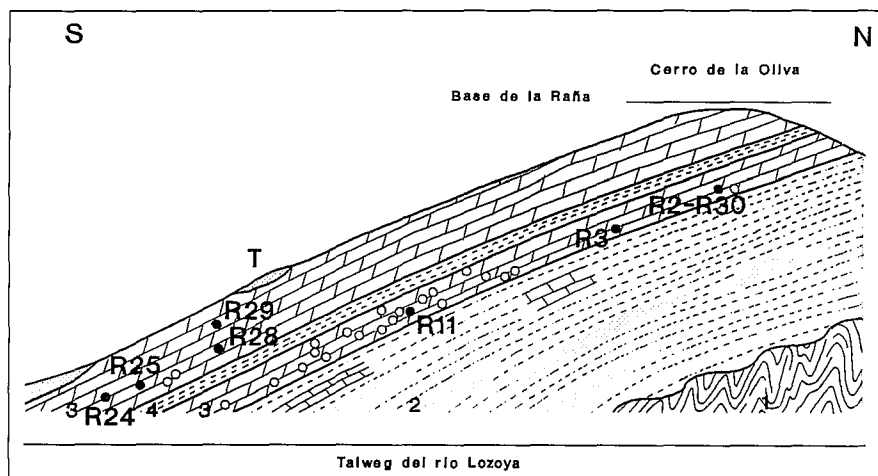


Fig. 1.— Topostratigrafía de cavidades y depósitos fluviokársticos del Rº Lozoya. Círculos negros indican cavidades con depósitos; círculos blancos indican cavidades sin depósitos. 1.- pizarras paleozóicas, 2.-arcosas y doloarenitas del Cretácico superior, 3.- Dolomías del Cretácico superior, 4.- margas.

Fig. 1.— Caves and Lozoya river fluviokarst deposits topostratigraphy. Black spots indicate cave sediment filled, white spots indicate caves without fluvial sediments. 1.- Paleozoic slates, 2.- Upper Cretaceous arkoses and dolosandstones, 3.- U. Cret. dolostone, 4.- marls.

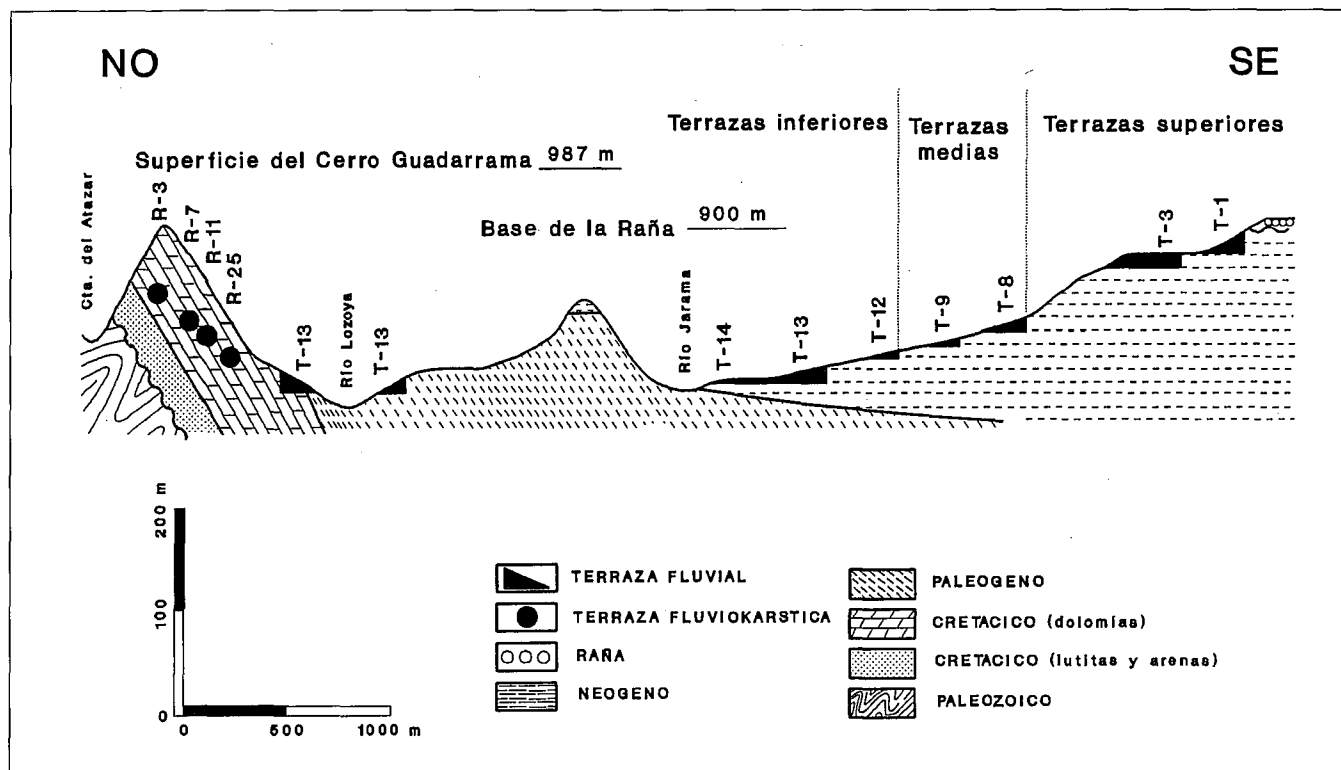


Fig. 2.— Corte geomorfológico del Cerro de la Oliva y de las terrazas del Rº Jarama.

Fig. 2.— Geomorphological cross section of Cerro de la Oliva and Jarama River terraces.

tante desarrollo de canales, que generaron una bajada, Martín Serrano (1991). Posteriormente, se inició la incisión fluvial y la construcción de plataformas aluviales, que sucesivos encajamiento fluviales transformaron en terrazas.

La incisión del arroyo Valdentaes y del río Lozoya desactivó los conductos kársticos en régimen freático, construyéndose efímeras plataformas aluviales epígeas. Estos cursos de agua, al sumirse en los conductos exhumados, depositaron terrazas fluvio-kársticas, que por la morfología horizontal del karst eran correlatos exactos de las plataformas aluviales externas.

Las terrazas fluvio-kársticas

Las terrazas del arroyo Valdentaes, que tiene un recorrido inferior a 2 km y área fuente en las pizarras paleozoicas, están formadas por gravas de pizarra: cantos ahusados e imbricados con abundante matriz. Las del río Lozoya son muy distintas, ya que cuando este curso de agua alcanza el cerro de la Oliva, ya ha recorrido más de cincuenta kilómetros, nutriéndose de sedimentos de áreas fuente muy diversas: graníticas,

gnéicas y pizarrosas, y sus terrazas tendrán características polimícticas: gravas cuarzosas maduras, gravas pizarrosas, arenas cuarzosas (cuarzarenitas o litarenitas) con poca matriz.

Las terrazas del río Lozoya, de acuerdo con el levantamiento taquimétrico que se ha realizado, Fig. 2, se pueden agrupar en tres sistemas:

-Terrazas altas: R30 (cueva del Reguerillo), R2 y R3.

-Terrazas medias: R11, R29 (Cueva de la Escarihuela) y R28.

-Terrazas bajas: R24 (Cueva de las Pinturas), R25 (Cueva de los Huesos) y R27.

Como se aprecia en la Fig. 1, existe un buen número de cavidades en este escarpe y la mayoría no posee rellenos fluvio-kársticos, aunque al excavar el yacimiento de *U. spelaeus* (edad Würm) de la R27, apareció gravilla de pizarra mezclada al sedimento autóctono que englobaba los huesos. Con el nivel medio se relaciona la única terraza fluvial s.s. (T), preservada sobre la cuesta; su litología, que demuestra que proviene de un área fuente granítica, permite relacionarla con el río Lozoya.

Las terrazas del arroyo Valdentaes, pocas y mal preservadas, se sitúan entre

810 y 800 m, pudiéndose correlacionar con la R3 del río Lozoya.

En la margen izquierda del río Jarama, Cabra *et al.*, (1983), ITGE (1990), se han llegado a separar hasta quince niveles de terraza (T1 a T15), (Fig. 2), que por correlación topoestratigráfica se correlacionan de la forma siguiente con las del Cerro de la Oliva: T5=R30+R3; T8= R11+ R29; T9=R28; T11=R24+R25+R27. Las terrazas inferiores del río Jarama no tienen equivalentes en el cerro de la Oliva.

Sedimentología y estratigrafía (fig. 3)

En las terrazas altas destaca la serie del I Piso de la Cueva del Reguerillo (R30), descrita en detalle en Torres *et al.*, (*op. cit.*): alternancia de sedimentos alóctonos (del río Lozoya) y autóctonos (del karst s.e.) con una neta inversión magnética en el nivel central de espeleotemas. El relleno de la cavidad R2 está formado por lutitas de decantación y a techo un potente nivel de colada estalagmítica que, por su característica relación isotópica, podría correlacionarse con el espeleotema central de R30, Torres *et al.*, en prep. La serie de R3 es-

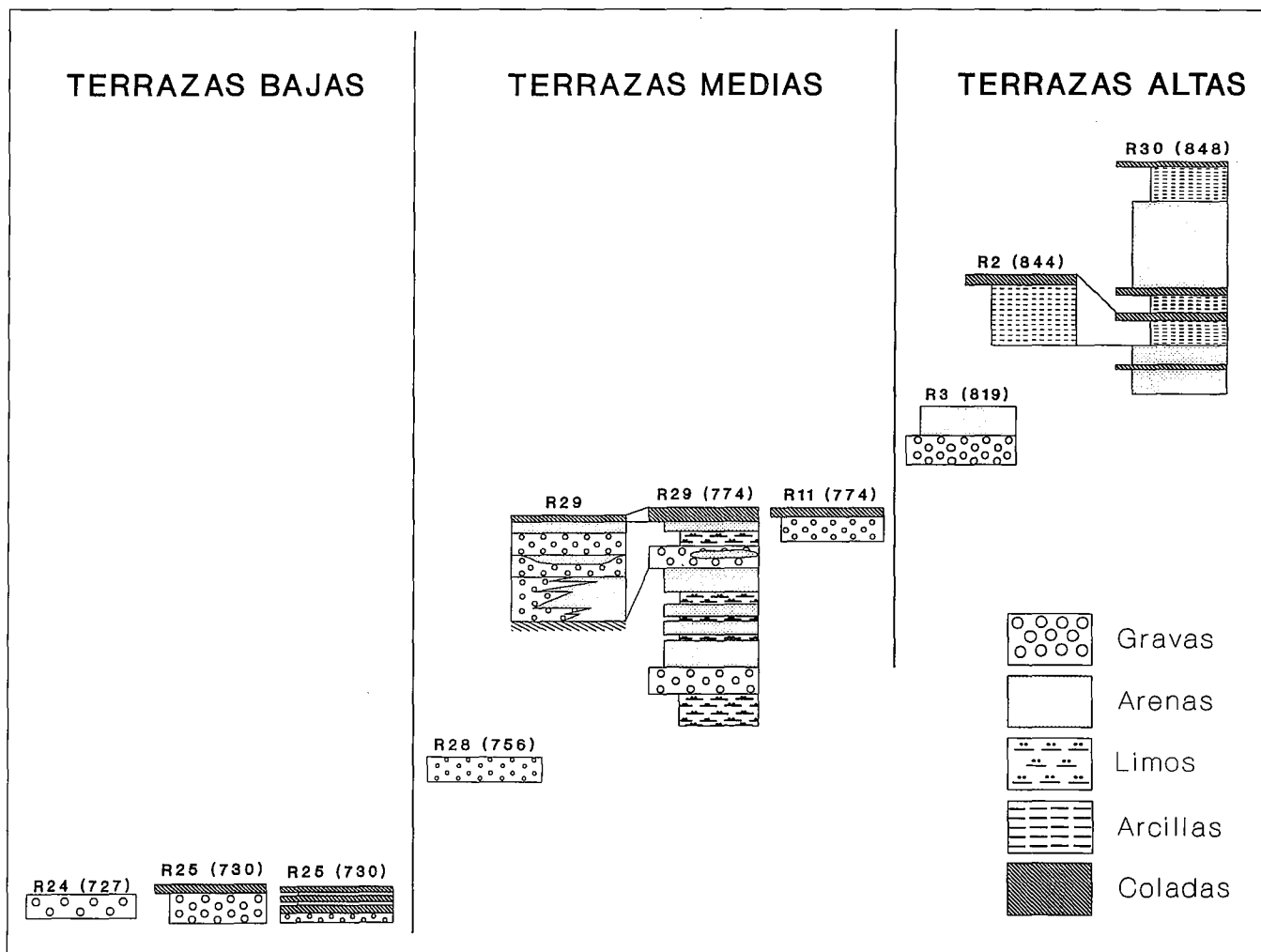


Fig. 3.— Litología y correlación de los depósitos fluviokársticos.

Fig. 3.— Fluviokarst deposits lithology and sections correlation.

tá muy mal preservada y aunque se ha situado en el grupo de terrazas altas, su cota es menor que la de las dos anteriormente descritas: una barra de grava de cuarzo, menos de un metro, con cantos bien rodados y matriz arenosa, a techo areniscas cuarzosas fuertemente cementadas por carbonato y estratificación convoluta.

El grupo de terrazas medias está dominado por los espectaculares rellenos de la cueva R20 (Cueva de la Escrihuella). Muestra una secuencia inferior compuesta por limos, seguidos de una barra de grava de cuarzo y pizarra (C=55, M=20) y a techo alternancias decimétricas de limos de y arenas de grano muy fino con laminación horizontal. La otra secuencia, superior, comienza con una potente barra de grava de cuarzo y pizarra seguida de limos y arenas, finalizando el conjunto con una colada estalagmítica blanca muy característica. La

secuencia inferior está basculada unos 40°, de manera que la superior contacta con ella mediante una fuerte discordancia angular y erosiva. Hacia la entrada de la cavidad aumenta enormemente de tamaño de grano y aparece estratificación cruzada en surco de gran escala. Este terraza de cerca de veinte metros de espesor se une con la R28. Con este nivel de terrazas se correlaciona la R11, la grava en el yacimiento paleontológico de la R7 y la terraza sobre la cuesta, (T).

La terraza inferior mas significativa es la R25, ya que en ella: arena con grava dispersa y una potente colada estalagmítica a techo, se ha recuperado abundante fauna de mamíferos, *Cabra et al.*, (1983), ITGE (1990), Sesé y Ruíz Bustos (1992): *Hippopotamus* sp., *Macaca* sp., *Equus estenonis* Cocchi, *Equus cf. altidens*, *Ursus cf. prearctos*, Cobo y Torres (1993), asociación que

se sitúa en el límite Pleistoceno inferior-medio. La terraza R24 es un pequeño relleno de grava de pizarra y cuarzo. El relleno R27, originalmente estaba en conexión con el R25; hoy está bastante destruido, pero conserva relictos de gravas y arenas en la base y a techo alternancias de niveles de areniscas cuarzosas, coladas estalagmíticas arenosas y coladas estalagmíticas puras, que revelan que entre la sedimentación fluviokárstica (arenas) y la kárstica (coladas estalagmíticas) no transcurrieron largos intervalos de tiempo.

Cronología de los depósitos

La interpretación cronoestratigráfica de los datos merece dos consideraciones previas:

— La posición estratigráfica de la fauna de la cavidad R25 en el límite Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio

no parece plantear ninguna duda. En opinión de los autores, tampoco hay datos en la tafonomía del yacimiento que planteen dudas sobre su autoctonía; es verdad que como en numerosas cavidades, Torres *et al.*, (1990), los materiales han sufrido cierto retrabajamiento fluvial por la acción de un cauce epígeo, R° Lozoya, al sumirse en una cavidad en la que ya estaban los restos, que presentan discretas señales de rodadura. No cabe pensar en que procedan de depósitos fluviales mas antiguos y hayan sido re-sedimentados; se habrían destruido, hay restos de quirópteros fósiles. Tampoco parece posible que se trate de aportes gravitacionales desde puntos mas altos del karst; no hay cavidades en su vertical ni el estilo horizontal del karst del Cerro de la Oliva lo sugiere.

— La reversión magnética de R30 se podría situar, a falta de mas dataciones, a techo o a muro de la magnetozona inversa de Matuyama, es decir prácticamente en el límite Pleistoceno inferior-medio, en el primer caso, o en las cercanías del límite Pleistoceno-Plioceno, en el segundo. La edad que se derivaría de la primera posibilidad, choca frontalmente con la indicación que se deduce de su posición topoestratigráfica; por ello la segunda interpretación parece ser la única posible.

Conclusiones

En el estado actual de conocimientos, cabe afirmar que los depósitos fluviokársticos del Ponton de Oliva se iniciaron entre el techo de la Magnetozona normal de Gauss y la base de la Magnetozona inversa de Matuyama, en una posición topoestratigráfica de +145m sobre el talweg del río Lozoya, y que en el límite Pleistoceno inferior-Pleistoceno medio, estaban en una posición topoestratigráfica de +40m, según la indicación de edad de la fauna del punto R25.

Esto lleva a concluir que en la zona de estudio, a finales del Plioceno ya se había empezado a producir incisión fluvial, unos 60m por debajo del nivel de la Raña y que en el millón de años que media entre la edad atribuible a R30 y a R25, el río Lozoya descendió 100m.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro del Proyecto «Paleoclimatological revision of climate evolution and environment in Western Mediterranean Region. Evaluation of future scenarios in the Iberian Peninsula», contrato CEC-F12W-CT91-0075, Plan de I+D de la

Empresa Nacional de Residuos Radiactivos S.A. (ENRESA) y la colaboración del Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE).

Bibliografía

- Alonso, A. (1981). Seminar. Estrat. Mon. 7.
 Cabra, P. Goy, J.L. Hoyos, M. Zazo, C. (1983). Tecniterrae, 51: 32-24.
 Cobo, R. y Torres, T. (1993) Act. IX Jorn. Pal. (in litt.)
 ITGE (1990) *Hoja MAGNA num. (Val-depeñas de la Sierra) M° de Ind. y Energía*.
 Martín-Serrano, A. (1991). Rev. Soc. Geol. Espa. 4 (3-4) 337-351.
 Puch, C. (1987). Exploracions, 11, 464p.
 Sesé, C. Ruíz Bustos, A. (1992). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.) 87(1-4): 115-139
 Torres, T. (1974). *La Cueva del Reguerillo y el karst del Cerro de la Oliva*. Proy. Fin de Carrera, ETSIM, 375p.
 Torres, T. (1990). Act. I Reunión Tafon. Fos.: 363-368
 Torres, T., Cobo, R., Hoyos, M. Mansilla, H. Soler, V y Coello, F.J. (1993) *Geogaceta* in litt.
 Torres, T. Baretino, D. Cobo, R. García Cortés, A. Mansilla, H. Pleistocene carbonate deposits of Central Spain: Paleoenvironmental relationships. (en prep.)